

欧亚地形对不同季节大气环流影响的数值模拟研究^{*}

吴国雄 王 军

(中国科学院大气物理研究所, LASG, 北京, 100029)

刘 新

(中国科学院青藏高原研究所, 北京, 100085)

刘屹岷

(中国科学院大气物理研究所 LASG 国家重点实验室, 北京, 100029)

摘 要

利用气候模式 F-GOALS 的大气谱分量 SAMIL, 设计了有、无欧亚地形的对比试验。通过分析其高度差异、流场差异、降水差异和温度差异得到欧亚地形对不同季节大气环流影响的特征。结果表明, 欧亚地形对大气环流和气候的影响随季节变化而变化, 基本可分为冬季型(11月~次年4月), 夏季型(6~9月)及转化型(5月, 10月), 在中高纬高低层呈相当正压结构。冬季型高度差异以 35°N 和 100°E 为界, 在北面呈西高东低, 南面呈西低东高。夏季型在西太平洋地区为北高南低, 在大陆上空为上正下负。850 hPa 流场差异场的冬季型在西太平洋北/南部为气旋式/反气旋式环流, 在大陆上以“青藏高原(TP)偶极型”为主要特征; 夏季的副热带以环绕青藏高原的气旋性环流和西太平洋的反气旋环流为主要特征。地形强迫的冬半年“TP 偶极型”加强了冬季西伯利亚冷空气活动, 形成了江南的春雨和华南的早汛期降水。地形强迫的夏季流型形成了孟加拉湾—青藏高原中东部的强降水差异, 使东亚降水向北伸展, 并引起亚洲降水分布的调整。

关键词: 青藏高原偶极型, 冬季型, 夏季型。

1 引 言

大地形对大气运动施加机械(动力)作用和热力作用, 影响着大气环流的形态和气候的分布。20世纪50年代以前, 人们对地形影响大气环流的认识主要是其动力作用。一方面, 气流在爬越地形时可能形成波动^[1,2]; 另一方面, 气流遇高耸的地形形成绕流, 西风急流遇青藏高原出现南北分支, 并在高原背风坡汇合形成东亚急流^[3,4]。1957年, 叶笃正、罗四维和朱抱真^[5]从地气温差的计算及相关的热量收支估算证明, 青藏高原(TP)夏季是热源, 冬季是冷源。Flohn^[6]从高原探险资料中也推得夏季青藏高原为热源的结论。他们的工作开创了研究青藏高原加热

的气候效应的新时代。经过20多年的努力, 到20世纪70年代末, 关于青藏高原气象学的研究已取得了一系列的成果^[7]。

从20世纪70年代末至今, 关于青藏高原的研究以场地观测和动力学为主要特征。中国在1979和1998年先后进行了两次较大规模的青藏高原科学试验^[8,9], 对高原的陆表过程有了初步的了解。近年来我们通过分析和模拟, 对高原的加热作用影响周边和北半球气候异常的机制作了初步的研究^[10~13], 认识了高原感热加热气泵调节亚洲季风的过程。在真实大气中, 地形对大气环流的机械强迫和热力强迫是综合起作用的。本文的目的就是应用已有的关于地形动力和热力作用的知识, 借助于数

^{*} 初稿时间: 2005年5月19日; 修改稿时间: 2005年7月20日。

资助课题: 中国科学院团队国际合作伙伴计划“气候系统模式研发及应用研究”和国家自然科学基金项目(40135020, 40221503 和 40475027)。

作者简介: 吴国雄, 广东人, 1943年生, 中国科学院院士。主要从事天气动力学, 气候动力学和大气环流动力学研究。

值模拟试验的方法对其在不同季节影响大气环流中的不同作用加以分析。这将有助于对大气环流季节变化规律的理解。

本研究所用的模式是中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(IAP/LASG)的全球海-气-陆系统耦合气候模式(GOALS)^[14]的新版本^[15]。其菱形截断的大气环流谱模式的水平分辨率为42波(大约为 2.8125° (经度) $\times 1.66^\circ$ (纬度)),垂直方向为9层(简称为R42L9)。该模式比较成功地模拟了全球大气环流

和东亚区域的降水分布^[16]。为简单起见,海洋模式部分被关闭,海温和海冰是由AMIP II提供的1979年1月~1996年2月的有季节变化的气候平均值给定。模式的辐射收支计算间隔改为3h一次。对模式进行12a积分,取其最后10a的积分结果进行分析,并定义为背景试验(CON)。图1给出试验CON所模拟的1月和7月的200和850 hPa的流场及其与NCEP/NCAR再分析场的比较。在CON中,200 hPa上(图1a)1月份中心位于 $(15^\circ\text{N}, 160^\circ\text{E})$ 的西太平洋反气旋的轴线呈纬向西—西南向伸展,

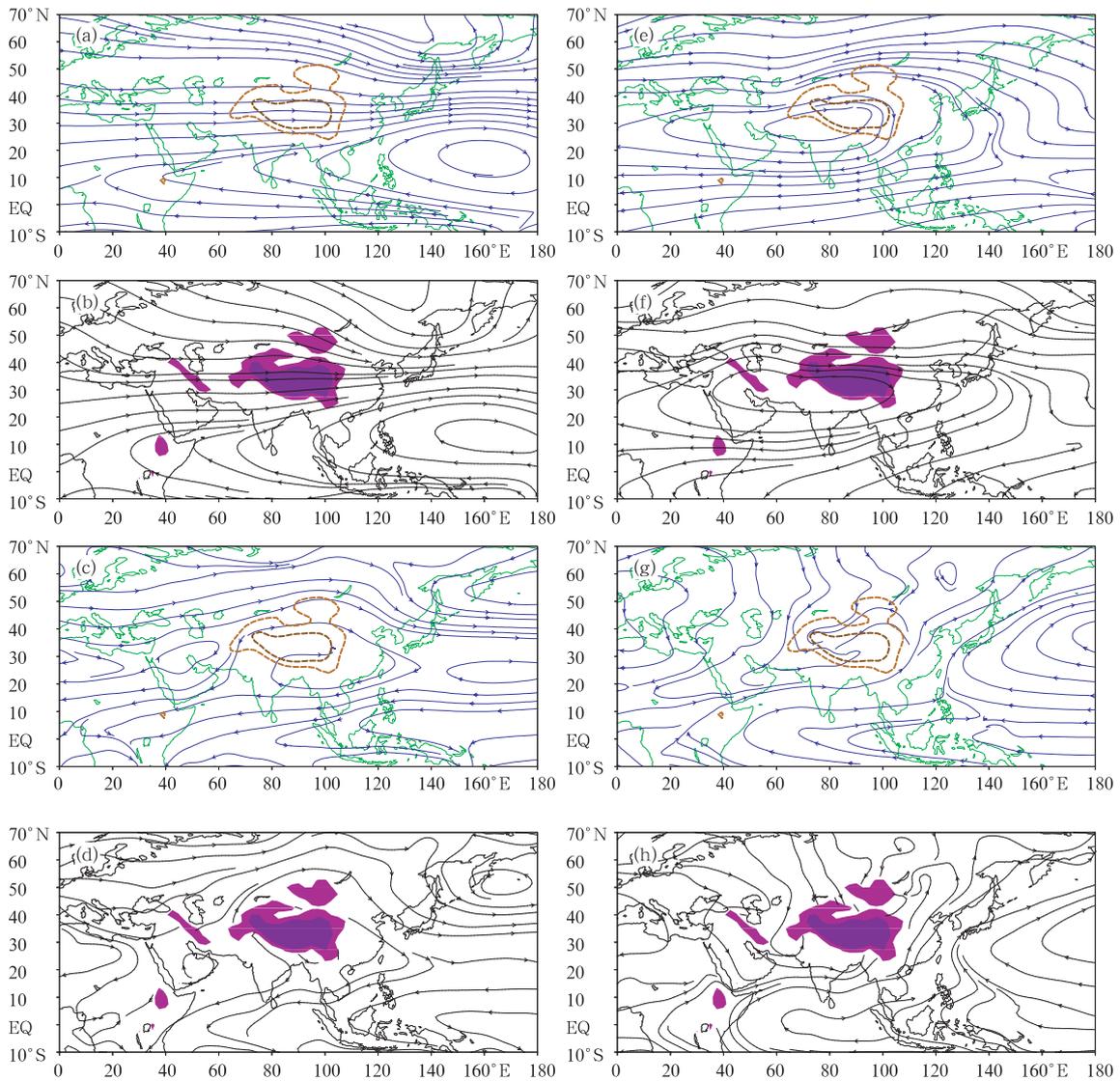


图1 试验CON模拟的200和850 hPa流场与NCEP/NCAR再分析结果比较

(粗虚线表示青藏高原3.0和1.5 km的等高线, a和b. 模拟和分析的1月份200 hPa流场, c和d. 模拟和分析的1月份850 hPa流场, e和f. 模拟和分析的7月份200 hPa流场, g和h. 模拟和分析的7月份850 hPa流场)

Fig. 1 Comparison of the 200 and 850 hPa streamline field between experiment CON and NCEP/NCAR reanalysis data (Bold dashed curves denote the 3.0 km and 1.5 km contours of the TP(a) and (b); 200 hPa streamline field in January in simulation and reanalysis;(c) and (d); 850 hPa streamline field in January in simulation and reanalysis;(e) and (f); 200 hPa streamline field in July in simulation and reanalysis;(g) and (h); 850 hPa streamline field in July in simulation and reanalysis)

在本初子午线处已位于赤道上。高纬度在东西伯利亚(140°E附近)有东亚大槽向东南向伸展。中纬度沿35°N的西风急流跨越TP上空向西太平洋加速,这些特征与再分析场的结果(图1b)基本一致。7月份CON所模拟的中高纬地区的两脊一槽型比再分析的偏弱(图1e和f),但沿副热带地区在北太平洋的洋中槽以及中心位于TP西南侧上空的南亚高压则与再分析的相似。东半球沿赤道一致的东北气流也与观测的一致。

在850 hPa的高度上,1月份模拟(图1c)和再分析(图1d)场上,欧亚中高纬均对应着“两槽一脊”的流型;沿着副热带20°~30°N的反气旋均分裂为尺度较小的中心;沿赤道均有赤道槽环流。7月份的模拟(图1g)和再分析(图1h)场上,欧亚中高纬和副热带均对应着“两脊一槽”的流型;西太副高向北强烈发展,高原周边受低槽流型控制;沿赤道则为反气旋式流场。上述分析表明,CON试验能模拟出冬夏季欧亚大气环流的主要特征。

为分析欧亚地形对大气环流的影响,我们设计

了一“无欧亚地形”的对比试验(NOEA)。试验NOEA与试验CON的设计相同;模式也进行12a积分,并取其后10a的积分结果进行分析。唯一的不同是在欧亚地区的所有地形高度均被置为零。通过对比不同季节背景试验和无欧亚地形试验的差异(Diff=CON-NOEA)并进行分析,去了解不同季节欧亚地形的动力和热力作用对大气环流的不同贡献。

2 欧亚地形对200 hPa高度场的影响

图2为试验CON和NOEA中200 hPa位势高度差异场的隔月演变,总的来说全年的差异场可分为11月~次年4月的冬季型和6~9月的夏季型;5和10月的差异场则处于两型之间的转化阶段。欧亚冬季型的主要特征是在35°N以北为西高东低,以南为东高西低,西太平洋有副高加强,中心稳定在(30°N,160°E)附近。因此冬半年沿35°N的西风带在TP以西减速,在TP以东加强,欧亚加强了从山东经韩国到日本本州的东亚西风急流(图2a,b,f)。夏季型(图2d,e)的主要特征是在北太平洋副热带

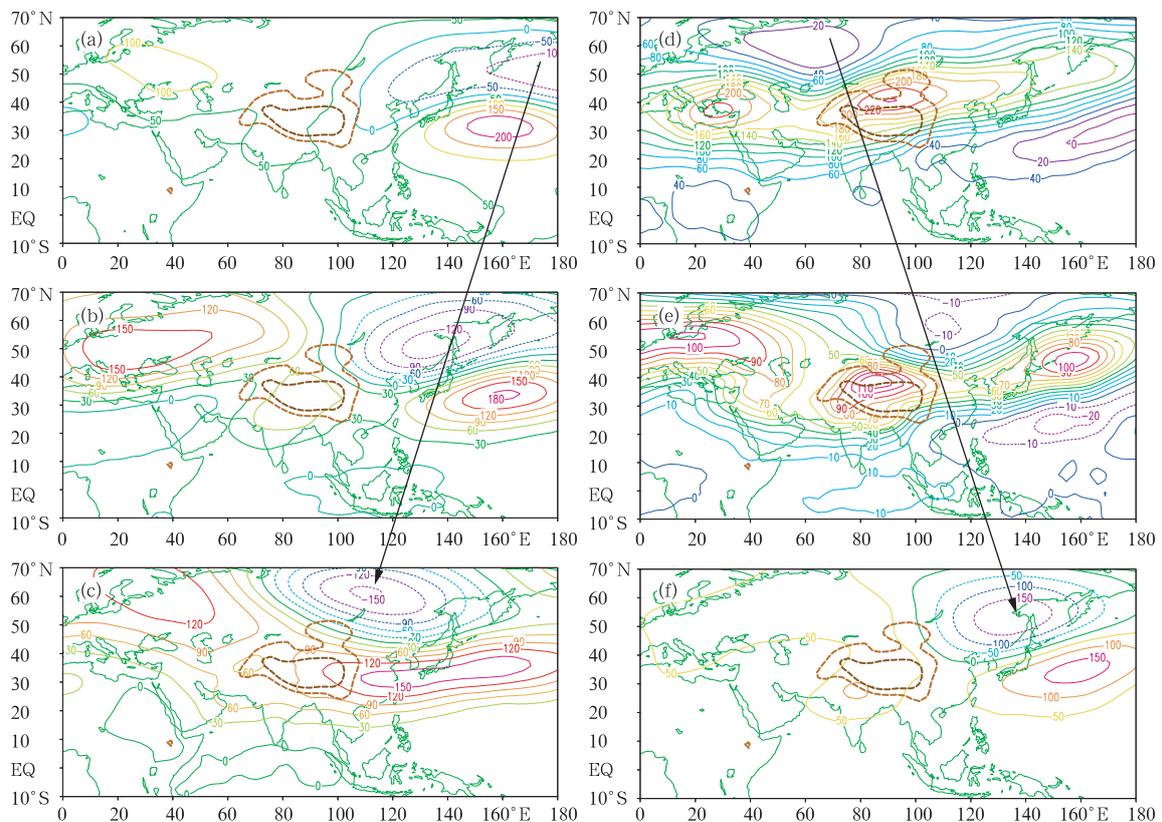


图2 试验CON和试验NOEA的月平均200 hPa位势高度差异场(单位:gpm)

(a~f. 分别为1,3,5,7,9和11月;粗虚线表示青藏高原3.0和1.5 km的等高线;长箭头指出高纬负差异的季节移动方向)

Fig. 2 Monthly mean 200 hPa geopotential height difference between experiment CON and NOEA

(unit: gpm; bold dashed curves denote the 3.0 and 1.5 km contours of the TP; (a)~(f) represent Jan, Mar, May, Jul, Sept and Nov, respectively; bold solid arrow indicates seasonal movement of the negative difference over high latitudes)

洋中槽的位置上有负的高度差,在欧亚大陆上空及西北太平洋存在准带状的高度正差异,极盛期3个大于100 gpm的中心分别位于西欧,TP和勘察加半岛南部上空。在高纬度则为两高一低的差异分布。过渡季节(5月,图2c;10月图略)的差异在西北太平洋与冬季型相似;在大陆上则与夏季型相似。另一有意义的现象是高纬度55°N附近的负差值中心由冬到夏从1月份位于170°E逐渐西移,至7月份到达70°E附近(图中长箭矢);由夏到冬逐渐东移,从7月位于70°E至1月份返回到170°E的位置上。冬、夏季节该差值中心的位置分别与平均场上冬季的东亚大槽和夏季的巴尔喀什湖槽相对应(图1),说明地形对高纬环流也有重要影响。

3 欧亚地形对500 hPa高度场的影响

图3给出试验CON和NOEA中500 hPa位势高度差异场的隔月演变。与200 hPa差异场(图2)相似,基本差异场也可分为11月~次年4月的冬季型,6~9月的夏季型,以及5和10月的季节转化型。冬季型(图3a, b, f)以35°N和100°E为界;35°N以北东低西高,其南洋面上高、大陆上低。地

形加强了冬季的东亚大槽和西太平洋副高;其绕流作用减弱了TP以西沿35°N的西风气流,增强了TP以东的西风急流。夏季型(图3d, e)在中高纬度以“两高一低”为主要特征;高位势中心分别在(50°N, 30°E)及(45°N, 170°E),低中心在(60°N, 130°E)附近。从TP至阿拉伯半岛为负高度差异。西太平洋沿副热带地区为北高南低,与冬季型正好相反。沿40°N的西风急流受地形作用因而减弱。在转换季节(5月,图3c;10月,图略),高度差值场在100°E以东与冬季型相似;在中高纬则与夏季型(“两高一低”)更为接近,因此沿35°N的西风带在TP以西减弱,在TP以东加强。

4 欧亚地形对850 hPa高度场和流场的影响

图4是试验CON和NOEA中850 hPa位势高度差异场的隔月演变。与200 hPa和500 hPa差异场(图2, 3)相似,基本差异场仍可分为11~4月的冬季型,6~9月的夏季型,以及5月和10月的季节转化型。冬季型(图4a, b, f)的大致结构与中高层冬季型相似,呈现明显的相当正压结构,西太平洋上

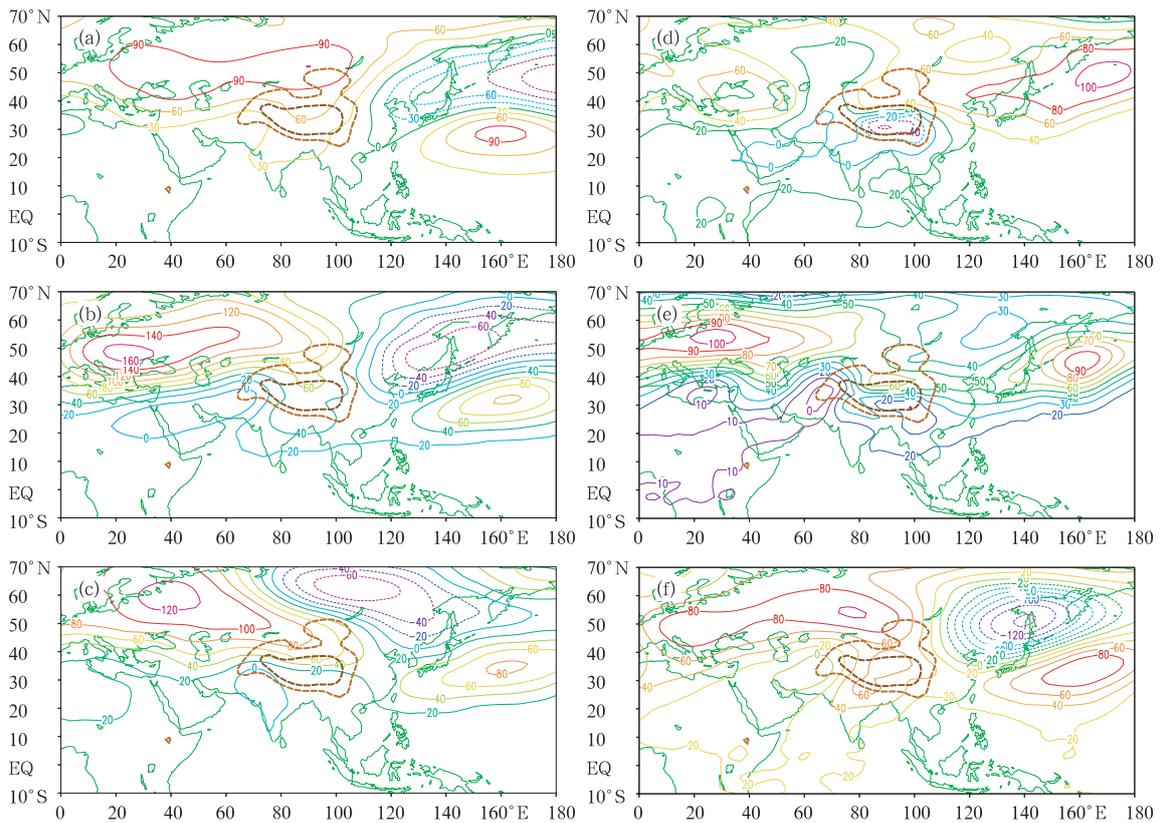


图3 同图2,但为500 hPa位势高度差异场

Fig. 3 Same as Fig. 2 except for the 500 hPa height difference

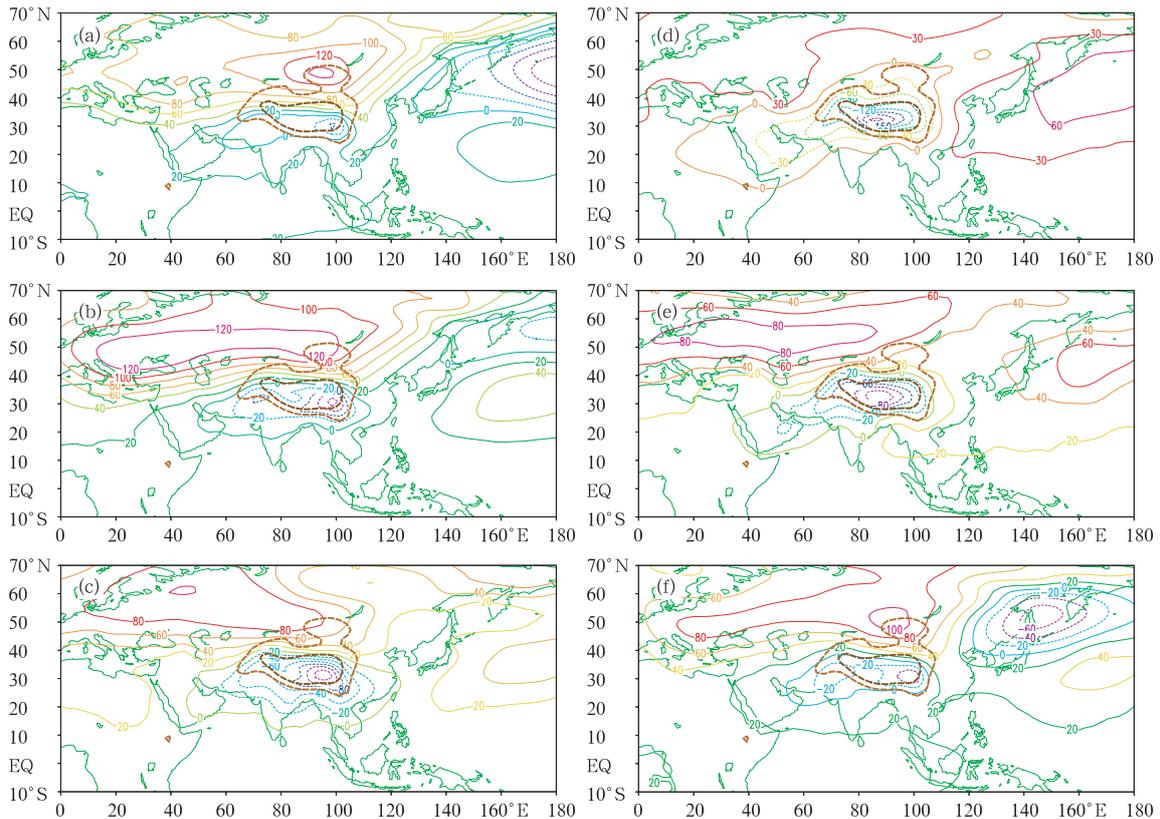


图4 同图2,但为850 hPa位势高度差异场

Fig. 4 Same as Fig. 2 except for the 850 hPa geopotential height difference

空仍以南正北负为主要特征。夏季型(图4d,e)的主要特征是从阿拉伯半岛至TP周边地区均为负差异,而在西太平洋地区差异场为北高南低,与冬季型相反。在转换季节(5月图4c;10月,图略),西太平洋差异场为南高北低,与冬季型相似;高原周边至阿拉伯半岛为负差异场,与夏季型更为接近。

850 hPa的流场差异(图5)与位势场差异有很好的对应关系。在欧亚地形的作用下在西北太平洋地区,冬半年10~5月南部为反气旋式环流,北部为气旋式环流;夏半年6~9月则有全区域的反气旋差异环流,表明了地形的存在能显著地加强西太平洋副高。这与已有的研究结论^[17,18]是一致的。另一方面在欧亚大陆上的差异环流以TP为中心呈现出非常有趣的结构。冬季TP形同一个偶极子:在10月~次年5月差异流场从TP东部沿40°N向高原汇合流入,从高原西部沿40°N向西流出;从而在40°N以北形成反气旋式差异环流,在40°N以南形成气旋式差异环流(图5f,a~c)。北部的反气旋中心位于贝加尔湖以西,与近地层的西伯利亚高压相对应。南部的气旋式差异的环流则与冬半年TP东

部和东南部的多雨带相对应(图6)。夏季6~9月(图5d,e)从中国东北,经TP,中亚到东北非存在着—庞大的东北—西南向气旋式环流,该气旋环流的东部的西南风差异环流经印度、孟加拉湾、中国南海、华南一直伸展至华北、东北,影响着亚洲的夏季风降水。

在另外一个仅去除青藏高原的试验(NTP)中,NTP和CON的对比分析结果也呈现出非常相似的TP偶极子流型(见文献^[19]中图4.1.5和4.1.6)。由此可推知,上述的冬半年TP偶极子流型与TP的机械强迫有关。冬季低空沿35°~40°N的西风气流在东移过程中受地形阻挡,地形反作用于大气以负山脉力矩,导致西风减速^[20]。当气流绕地形而过时,在TP北侧形成反气旋,在其南侧形成气旋^[21],然后在高原下游汇合成西风急流^[3,4],其南北两侧各有反气旋和气旋环流加强。夏季以TP为中心的气旋差异环流的存在则主要归因于TP及陆面加热的结果^[22,23]。它证明青藏高原加热和大陆尺度加热的共同作用使亚洲季风成为全球最强大的季风^[24,25]。

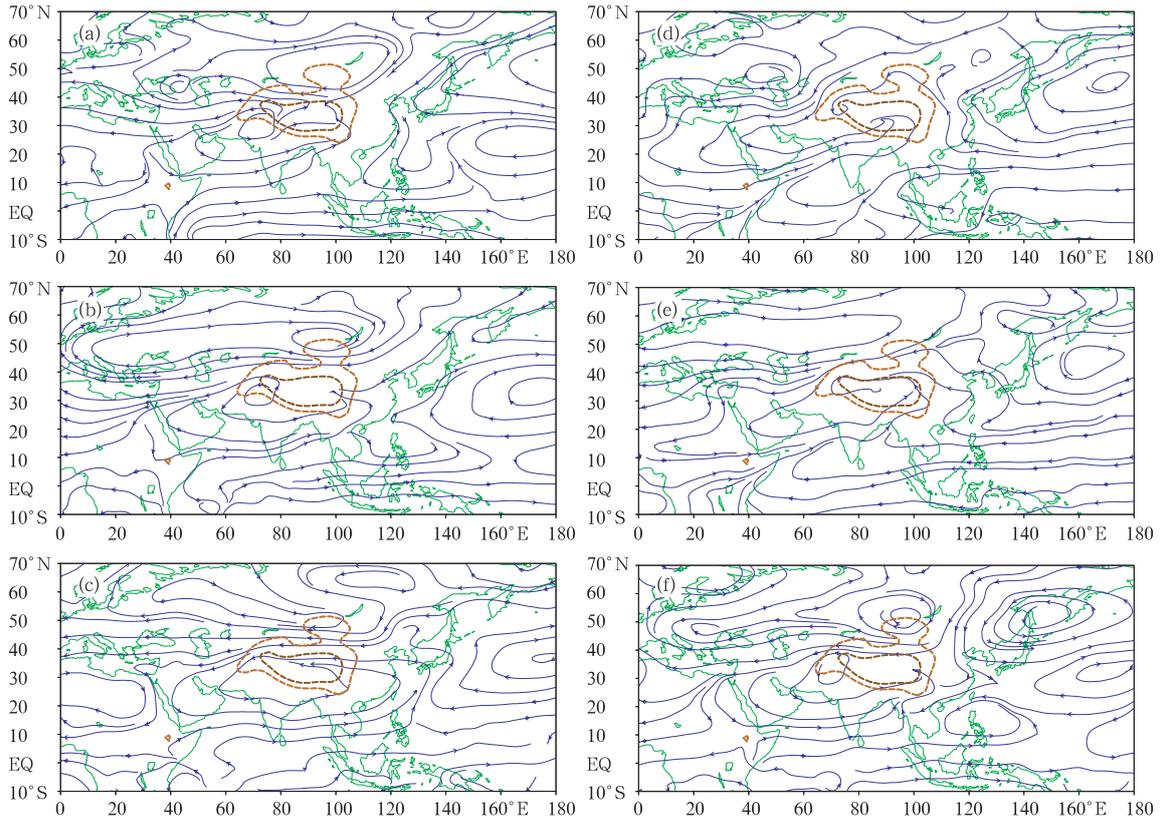


图 5 同图 2, 但为 850 hPa 流场差异场

Fig. 5 Same as Fig. 2 except for the 850 hPa streamline difference field

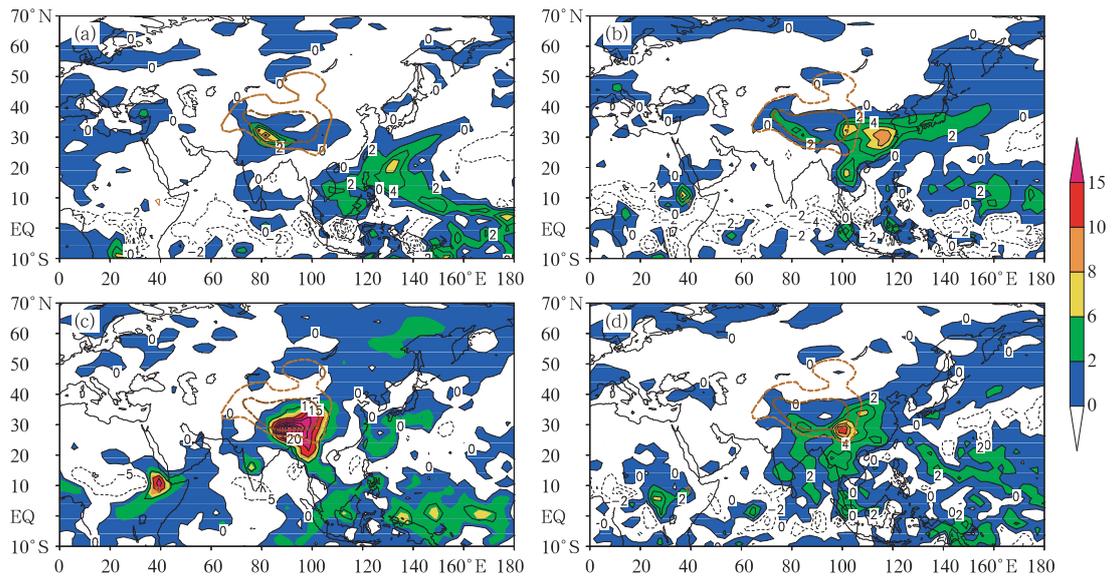


图 6 试验 CON 和试验 NOEA 的月平均降水差异场(单位:mm/d)

(a~d. 分别为 1,4,7 和 10 月;粗虚线表示青藏高原 3.0 和 1.5 km 的等高线)

Fig. 6 Monthly mean precipitation difference between experiment CON and NOEA (unit: mm/d; bold dashed curves denote the 3.0 and 1.5 km contours of the TP; a-d represent Jan, Apr, Jul and Oct, respectively)

5 欧亚地形对降水的影响

图 6 给出试验 CON 和 NOEA 的降水差异场的季节变化。1 月份(图 6a)地形的作用显著增加了高原南侧和菲律宾海盆及其东北和东南侧的降水。与图 5a 比较可以看出,高原南侧降水增加带与冬季型 TP 偶极流场有密切的对应关系:该 TP 偶极流场南侧的气旋支的偏南气流以 80°E 为中心在高原南侧爬升,形成了显著的降水带。西太平洋以 $(30^{\circ}\text{N}, 170^{\circ}\text{E})$ 为中心的降水减少区则与冬季型西太平洋副高的中心区域(图 2a, 3a, 4a, 5a)吻合。受热力适应的约束^[26],菲律宾海盆的 6 mm/d 的降水差异中心一方面激发出近地面气旋(图 5a);另一方面强迫出低空的南风,从而使其东侧的反气旋环流大为加强。该降水差异中心还沿 35°N 的西风急流增强带向东北方向延展,表明地形强迫使其下游的斜压带中的

降水增加。

春季的降水差异场(图 6b)的总体特征与冬季的(图 6a)相似,其显著的不同是菲律宾海盆的降水中心消失,高原东侧和华南出现了 8 mm/d 以上的华南春雨/早汛期降水,西太平洋地区在 35°N 以北为大范围的增雨区。之所以在隆冬没有出现华南春雨,是因为这时地形诱使西伯利亚冷空气长驱南下,在图 5a 中可见偏北气流席卷大陆沿岸。这时东南沿海及华南 1000 hPa 气温差达 3°C (图 7a);而 TP 偶极流场东部的汇流点,深入 TP 到 100°E 附近,因此中国东部降水减少。到了春季冷空气势力已减弱, 1000 hPa 上气温差别达 3°C 以上区域仅出现在长江以北(图 7b),华南沿海还出现正的温度差。因而冷暖空气交汇于华南。这时 TP 偶极流场东部的汇流点则出现在大陆东岸附近(图 5b, c),华南于是出现春雨。

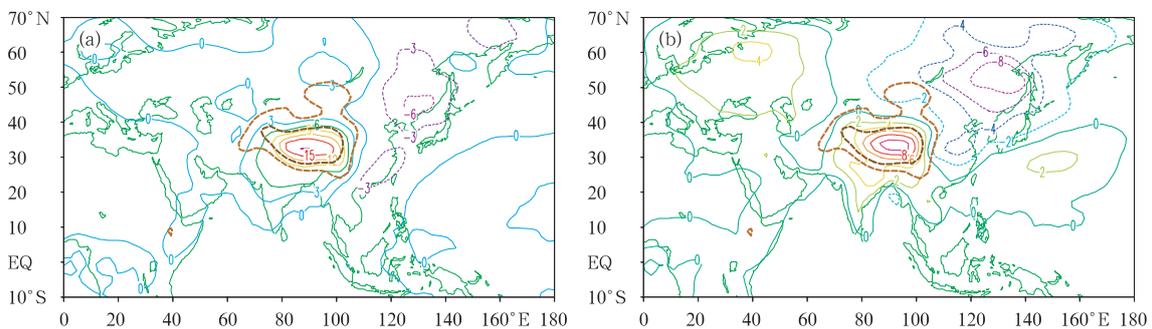


图 7 试验 CON 和试验 NOEA 的月平均 1000 hPa 温度差异场(单位: $^{\circ}\text{C}$)

(a. 1 月, b. 4 月;粗虚线表示青藏高原 3.0 和 1.5 km 的等高线)

Fig. 7 Temperature difference between experiment CON and NOEA (unit: $^{\circ}\text{C}$)
(bold dashed curves denote the 3.0 km and 1.5 km contours of the TP; (a) Jan., (b) Apr)

盛夏季节 850 hPa 的副热带差异流场以增强海上副高和陆面低压为主要特征(图 5d)。对应的降水差异场上(图 6c)西太平洋降水减少。在陆地上,地形不仅在孟加拉地区及 TP 中东部形成强度为 20 mm/d 的降水增强中心,还在沿印度经云贵、川陕,华北直至东北一带增加了降水,证实了关于地形使亚洲夏季风北伸至东北的说法^[27]。很有意思的是在中国东部也存在一狭长的自北向南的降水减少带,这与夏季高原感热气泵强烈的抽吸作用在周边导致水汽输送的辐散有关。在文献[10]的数值试验中也发现 TP 感热作用在 TP 东南侧导致多雨带和少雨带相间出现的结果。值得注意的是与阿拉伯海—孟加拉湾—南海上空的西南—东北向反气旋差异流场(图 5d)相应,在 7 月的降水差异场上,印度

南部、孟加拉湾和南海也出现了间断的降水减少带。这与 Hahn 和 Manabe^[28] 早期的无地形试验中亚洲夏季雨带南移所到的位置大致吻合。这一事实说明,地形对亚洲夏季降水的影响可能不只是简单的增加和减少的问题,而更可能是引起降水场的重新分布。

地形对秋季降水的影响(图 6d)与春季(图 6b)大致相似,但强度较小。不同的是地形导致秋季孟加拉湾及南海南部的降水增加,这与 TP 偶极流场南侧的气旋支在秋季(图 5e, f)比春季(图 5b, c)更为强大有关。

6 结论和讨论

欧亚地形对大气环流和降水的年变化有重要影

响,其对中高纬度高度场的影响具有相当正压的特征;而其空间分布可分为冬季型(11月~次年4月),夏季型(6~9月),以及过渡型(5和10月)。冬季型大致以 35°N 和 100°E 为界,在 35°N 以北西高东低,以南西低东高。地形的作用加强了西太副高和高纬的东亚大槽;减弱了青藏高原以西的西风带,增加了高原以东的西风带,形成东亚急流。夏季型在中高纬具有“两高一低”的形态。在副热带西太平洋地区高层为东北—西南向的洋中槽,低层为副高增强;陆面上高层使南亚高压增强,低层在TP附近为高原槽。过渡型在洋面上保持冬季型特征,在陆面上则保持夏季型特征。

相应地在对流层低层(850 hPa)的差异流场上,冬季型西北太平洋北(南部)以气旋(反气旋)环流为主要特征。大陆上以TP为中心呈现TP偶极型流场;汇合入流点在TP东侧,出流点在TP西侧,在TP北侧和南侧各强迫出反气旋和气旋式环流。夏季型在西北太平洋有强大副热带反气旋,在陆面上以高原为中心有强大气旋式环流。上述的冬季TP偶极流场加强了冬季的西伯利亚反气旋,使隆冬季节强大冷空气横扫中国东部大陆,降水减少,主要雨带出现在高原南侧及西太平洋西风急流加强区。该TP偶极流场在春季还造成江南春雨。地形强迫出的夏季流型不仅使孟加拉—高原中东部降水加强,还使亚洲季风雨带向中高纬度地区延伸,使季风区降水出现重新分布。因此地形对亚洲大气环流与气候的影响是多方面的。

上述欧亚地形对大气环流和气候的影响的机制应当从动力和热力方面进行深入的研究。 35°N 以北的中、高纬地区一年四季西风盛行,地形的动力作用以及海陆热力差异的季节变化可能是影响中高纬度流型变化的重要因子。在副热带地区,动力和热力因子在冬夏季起着不同的作用。从动力角度看,冬季当副热带西风在 35°N 附近流经地形时,摩擦作用和地形的反作用对西风带施加向西应力,使西风减弱。另一方面西风气流的绕流作用在地形北面形成反气旋式环流,在其南面形成气旋式环流,从而在地形附近形成TP偶极子流场。而绕流气流在离开地形的下游的汇合又导致了东亚急流的加强,从而使其南面副热带反气旋及北面的气旋增强。当高原加热变得足够强大时,热力适应造成的高原低空的气旋式环流将破坏上述的TP偶极流型,相应的以华南早汛期降水为主要特征的雨型分布被夏季风

雨型代替。由此看来,欧亚地形对大气环流季节变化的影响其实质应当是其机械强迫作用和热力作用的交互影响的结果。尽管本数值研究所揭示的事实是合理的,但是要揭示这种地形影响的机制还必须从海-海-气多圈层相互作用的本质进行深入的研究。

参考文献

- [1] Queney P. The problem of air flow over mountains: A summary of theoretical studies. *Bull Amer Meteor Soc*, 1948, 29: 16-29
- [2] Charney J G, Eliassen A. A numerical method for predicting in the perturbation of the middle latitude westerlies. *Tellus*, 1949, 1: 38-54
- [3] Bolin B. On the influence of the Earth's orography on the general character of the westerlies. *Tellus*, 1950, 2 (3): 184-195
- [4] Yeh T C. The circulation of the high troposphere over China in the winter of 1945-1946. *Tellus*, 1950, 2 (3): 173-183
- [5] 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 青藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡. *气象学报*, 1957, 28(2): 108~121
Ye Duzheng, Luo Siwei, Zhu Baozhen. The wind structure and heat balance in the lower troposphere over Tibetan Plateau and its surroundings. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 1957, 28(2): 108-121
- [6] Flohn H. Large-scale aspects of the summer monsoon in South and East Asia. *J Meteor Soc Japan*, 1957, 75: 180-186
- [7] 叶笃正, 高由禧等. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979. 279pp
Ye Duzheng, Gao Youxi. *Meteorology of the Qinghai-Xizang Plateau*. Beijing: Science Press, 1979. 279pp
- [8] 章基嘉, 朱抱真, 朱福康等. 青藏高原气象学进展. 北京: 科学出版社, 1988. 268
Zhang Jijia, et al. *Advances in the Qinghai-Xizang Plateau Meteorology-The Qinghai-Xizang Meteorology Experiment (QXPME), 1979) and Research*. Beijing: Science Press, 1988. 268pp
- [9] 周明煜, 徐祥德, 卞林根等. 青藏高原大气边界层观测分析与动力学研究(青藏高原大气科学试验, 1998). 北京: 气象出版社, 2000. 125pp
Zhou Mingyu, Xu Xiangde, Bian Lingen, et al. *Observational Analysis and Dynamic Study of Atmospheric Boundary Layer on Tibetan Plateau (Tibetan Plateau Experiment of Atmospheric Sciences, TIPEX, 1998)*. Beijing: China Meteorological Press, 2000. 125pp
- [10] 吴国雄, 李伟平, 郭华等. 青藏高原感热气泵和亚洲夏季风. 见: 叶笃正主编. 赵九章纪念文集. 北京: 科学出版社, 1997. 116~126

- Wu Guoxiong, Li Weiping, Guo Hua, et al. Sensible heat-driven air pump (SHAP) over the Tibetan Plateau and Asian summer monsoon. In: Ye Duzheng, ed. *Commemorating Collection for Zhao Jiuzhang*. Beijing: Science Press, 1997. 116–126
- [11] Wu G X, Zhang Y S. Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea. *Mon Wea Rev*, 1998, 126: 913–927
- [12] Wu Guoxiong, Liu Yimin, Mao Jiangyu, et al. Adaptation of the atmospheric circulation to thermal forcing over the Tibetan Plateau. In: Xun Zhu, et al. ed. *Observation Theory and Modeling of the Atmospheric Variability. Selected Papers of Nanjing Institute of Meteorology Alumni in Commemoration of Professor Jijia Zhang*. World Scientific, 2004. 92–114
- [13] 吴国雄, 刘屹岷, 刘新等. 青藏高原加热如何影响亚洲夏季的气候格局. *大气科学特刊*, 2005, 29(1): 47–56
Wu Guoxiong, Liu Yimin, Liu Xin, et al. How the heating over the Tibetan Plateau affects the Asian climate in summer. *J Atmospheric Sci (in Chinese)*. 2005, 29(1): 47–56
- [14] Zhang X H, Shi G Y, Liu H, et al. *IAP Global Ocean-Atmosphere-Land System Model*. Beijing, New York: Science Press, 2000. 252pp
- [15] Wu T W, Liu P, Wang Z, et al. The performance of atmospheric component model R42L9 of GOALS/LASG. *Adv Atmos Sci*, 2003, 20: 726–742
- [16] Wang Zaizhi, Wu Guoxiong, Wu Tongwen, et al. Simulation of the seasonal variations on Asian monsoon with the climate model R42L9/LASG. *Adv Atmos Sci*, 2004, 21(6): 879–889
- [17] 吴国雄, 丑纪范, 刘屹岷等. 副热带高压形成和变异的动力学问题. 北京: 科学出版社, 2002. 314pp
Wu Guoxiong, Chou Jifan, Liu Yimin, et al. Dynamics of the Formation and Variation of Subtropical Anticyclones. Beijing: Science Press, 2002. 314pp
- [18] 刘屹岷. 非绝热加热与副热带高压. 北京: 高等教育出版社, 2003. 166pp
Liu Yimin. *Diabatic Heating and Subtropical Anticyclones*. Beijing: Higher Education Press, 2003. 166pp
- [19] 刘屹岷, 钱正安等. 海陆热力差异对我国气候变化的影响. 北京: 气象出版社, 2005. 202pp
Liu Yimin, Qian Zheng'an, et al. Influence of Land-sea Thermal Contrast on the Climate Change in China. Beijing: China Meteorological Press, 2005. 202pp
- [20] Wu Guoxiong. The nonlinear response of the atmosphere to large-scale mechanical and thermal forcing. *J Atmospheric Sci*, 1984, 41: 2456–2476
- [21] Yin M T. A synoptic-aerologic study of the onset of the summer monsoon over India and Burma. *J Meteorology*, 1949, 6: 393–400
- [22] Wu Guoxiong, Liu Yimin. Summer quadruplet heating pattern in the subtropics and the associated atmospheric circulation. *Geophys Res Lett*, 2003, 30(5): 1201, doi:10.1029/2002GL016209
- [23] Liu Yimin, Wu Guoxiong, Ren Rongcai. Relationship between the subtropical anticyclone and diabatic heating. *J Climate*, 2004, 17: 682–698
- [24] 吴国雄, 毛江玉, 段安民等. 青藏高原影响亚洲夏季气候研究的最新进展. *气象学报*, 2004, 62(5): 528–540
Wu Guoxiong, Mao Jiangyu, Duan Anmin, et al. Recent progress in the study on the impacts of Tibetan Plateau on Asian summer climate. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 2004, 62(5): 528–540
- [25] Duan A M, Wu G X. Role of the Tibetan Plateau thermal forcing in the summer climate patterns over subtropical Asia. *Cli Dyn*, 2005. In Print.
- [26] 吴国雄, 刘屹岷. 热力适应、过流、频散和副高. I: 热力适应和过流. *大气科学*, 2000. 24(4): 433–446
Wu Guoxiong, Liu Yimin. Thermal adaptation, overshooting, dispersion, and subtropical anticyclone Part I: Thermal adaptation and overshooting. *J Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 2000, 24(4): 433–446
- [27] Liu Xiaodong, Yin Zhiyong. Sensitivity of East Asian monsoon climate to the Tibetan Plateau uplift. *Palaeogeography Palaeoclimate Palaeoecology*, 2002, 183: 223–245
- [28] Hahn D G, Manabe S. The role of mountains in the South Asian monsoon circulation. *J Atmos Sci*, 1975, 32: 1515–1541

NUMERICAL MODELING OF THE INFLUENCE OF EURASIAN OROGRAPHY ON THE ATMOSPHERIC CIRCULATION IN DIFFERENT SEASONS

Wu Guoxiong Wang Jun

*(State Key Laboratory of Atmospheric Science and Geophysical Fluid Dynamics (LASG),
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)*

Liu Xin

(Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085)

Liu Yimin

*(State Key Laboratory of Atmospheric Science and Geophysical Fluid Dynamics (LASG),
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)*

Abstract

Two experiments based on the spectral atmospheric component “SAMIL” of the Climate Model “F-GOALS” are presented; one is with full orography and the other is without Eurasian orography. The influences of Eurasian orography on the atmospheric circulation in different seasons are obtained by analyzing the differences between the two experiments of geopotential height, streamline function, precipitation and temperature. Results show that such influences are seasonal dependant. The features can be classified into winter pattern (November—next year April), summer pattern (June—September) and transition pattern (May and October), with an equivalent barotropic vertical structure appearing over the high and middle latitudes. For the height difference, the winter pattern is characterized by the north-south and west-east seesaws along 35°N and 100°E , with high to the west and low to the east in north, and low to the west and high to the east in south. The summer pattern is featured as high in the north and low in the south over Western Pacific, and upper layer positive and lower layer negative over the continent. As to the streamline difference at 850 hPa, the winter type is characterized as cyclonic/anticyclonic circulations over the northern/southern Western Pacific, and a “TP dipole pattern” over the continent. Whereas the summer pattern in the subtropics is featured by a cyclonic circulation surrounding the TP and an anticyclonic circulation over west Pacific. The orography forced “TP dipole pattern” enhances the winter cold break from Siberia and forms the spring persistent precipitation over the south of Yangtze River and the pre-monsoon precipitation over South China. The orography forced summer pattern forms the strong difference of precipitation from the Bay of Bengal to the central and eastern TP, enables the rain band to extend northward, and re-distributes the precipitation over Asia.

Key words: TP dipole pattern, Winter pattern, Summer pattern.